Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

Über das Inntal bei Nauders

von

Eduard Suess,
w. M. k. Akad.

(Vorgelegt in der Sitzung am 19. Oktober 1905.)

I.

Im Jahre 1873 wurden der kais. Akademie einige Ergebnisse von Studien über den Bau der mitteleuropäischen Hochgebirge vorgelegt. Es wurde gesagt, die Ansicht von der symmetrischen Struktur dieser Hochgebirge sei unhaltbar, sie seien einseitig gefaltet, die Falten seien in Mitteleuropa an der polaren Seite gesammelt; die Alpen selbst seien anzusehen als aus mehreren aneinandergeschobenen Ketten gebildet.[1] Diese Meinungen haben in den Ostalpen unter den Fachmännern nur geringe Zustimmung gefunden. Von jenen, die sich über diese allgemeinen Fragen äußerten, hielten die einen fest an der alten Buch'schen Meinung von dem symmetrischen, mehr oder minder fächerförmigen Baue; andere kehrten zu der Beaumont'schen Hypothese von dem zweiseitigen Druck im Schraubstock zurück. Ein Hauptgrund lag in dem Hinzutreten der Dinariden, die, von Südost herantretend, den Ostalpen den äußeren Anschein eines symmetrischen Baues geben. Nur wenige schlossen sich der Voraussetzung einer einseitigen tangentialen Bewegung an.

[1] Anzeiger k. Akad. Wiss., Sitzung vom 13. Juli 1873, S. 130. Die damals vorgelegte Abhandlung ist ihres Umfanges halber im Jahre 1875 unter dem Titel: »Die Entstehung der Alpen« selbständig erschienen.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

In den westlichen Alpen hat die Forschung den entgegengesetzten Weg geführt. Schrittweise und nach mancherlei Wandlungen haben sich die Erfahrungen dahin gefestigt, daß ganz außerordentliche, mehr oder minder gegen Nord gerichtete horizontale Überschiebungen eingetreten sind, welche noch sehr weit über alles hinausgehen, was im Jahre 1873 vermutet werden konnte. Es reicht hin, die Namen der Bahnbrecher Schardt und Lugeon und die Deckschollen des Chablais und der Freiburger Alpen zu nennen.

Der Gegensatz der Meinungen trat auf dem Geologenkongreß in Wien im Jahre 1903 zu Tage, aber zur gleichen Zeit erfolgte ein Ereignis, welches in vieler Beziehung die Frage klärte. Alb. Heim gelangte auf Grund seiner tiefen Kenntnis des Baues der sogenannten Glarner Schlinge zu dem Schlusse, daß in der Tat Süd- und Nordflügel eins seien und daß eine einheitliche Überfaltung gegen Nord beiläufig im Ausmaß von 35 *km* vorliege. Etwa zur selben Zeit unternahm Termier den gar kühnen Versuch, die Erfahrungen des Westens auf die Tauern, Brenner und den größten Teil der Ostalpen zu übertragen.

Die Entscheidung mußte an der Grenze des Westens und des Ostens gesucht werden und insbesondere schien die Natur selbst hiezu die Gelegenheit darzubieten in dem Oberinntal zwischen Ardetz und der Pillerhöhe, N. von Prutz. Auf dieser 54 *km* langen, gegen NO gerichteten Strecke neigen sich im Osten wie im Westen sedimentäre Schichten einerseits unter den Gneis der Selvretta und andrerseits unter den Ötzgneis. Der Raum, den diese Sedimente einnehmen, ist verlängert eiförmig. Die kürzere Achse erreicht, über Finstermünz gemessen, vom Bürkelkopf in NW bis zum Geisbleisenkopf in SO $17^1/_2$ *km*. Weiter aufwärts gibt es an der Westseite noch örtliche Erweiterung. Der größere Teil dieser unter die Gneise geneigten Sedimente gilt für identisch mit dem Bündner Schiefer des Prättigau.

Gerade über diese entscheidende Stelle lagen nur widersprechende Berichte vor.

Theobald, dessen Karte des Schweizer Anteiles (Geolog. Karte der Schweiz, Bl. X und XV) als die Grundlage der

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

Kenntnis dieser Gegenden anerkannt werden muß, bezeichnete diesen Bündner Schiefer als Algäuschiefer und stellte ihn zum Lias nach Funden von Liasfossilien, die Escher von Alp bella, in einem Seitentale des Samnaun, und von der nahen Greitspitze aus der Nähe des westlichen Randes bekannt gemacht hatte. Ebenso zeigt F. v. Hauer's Karte von Österreich-Ungarn Lias für den ganzen Raum an. Stache hielt diese Ablagerungen für paläozoisch. Blaas wählte auf seiner Übersichtskarte von Tirol die neutrale Bezeichnung: Bündner Schiefer.

Ohne an dieser Stelle in die schwierige Frage der Altersbestimmung dieser Serie einzutreten, will ich bemerken, daß sie ohne Zweifel auch Trias umfaßt, vertreten durch bunte Schiefer, Quarzite und Gips und völlig verschieden von der reich gegliederten ostalpinen Trias, die an mehreren Punkten der Umrandung auftritt. Steinmann, der sich außerordentliche Verdienste um die Kenntnis dieser Teile der Alpen erworben hat, wurde zu der Ansicht geführt, daß den Faciesgrenzen entsprechende Dislocationen stattgefunden hätten, gefolgt von Überschiebungen aus Ost und West. So sei der von einer Facies erfüllte Raum entstanden, umgeben von Sedimenten einer anderen Facies.[1]

Unterdessen waren durch M. Bertrand und andere Forscher an anderen Orten beträchtliche horizontale Überschiebungen bekannt geworden. Im Gegensatz zu dem eben Erwähnten setzte Rothpletz auch hier große horizontale Verschiebungen voraus. Seine Studien bezogen sich nicht auf das Inntal, sondern auf den Rhätikon, die Glarner Faltungen und die nördliche Kalkzone, aber die Ergebnisse mußten mittelbar auch das Inntal beeinflussen. Rhätikon und Selvretta (die rhätische Schubmasse) sollten um mindestens 30 *km* von Ost gegen West bewegt sein; dazu werden 40 *km* für die Glarner Schubmasse gerechnet und so gelangt Rothpletz zu einer äquatorialen Verkürzung des Alpengebietes um 70 *km*. Zugleich,

[1] G. Steinmann, Geol. Beob. in den Alpen; I. Das Alter der Bündner Schiefer; Ber. naturf. Ges. Freiburg i. B., 1898, IX, p. 245 bis 263, und 1899, X, p. 215 bis 292.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

so wird gesagt, müsse sich bei dieser Bewegung der Nordrand der Ostalpen »verlagert« haben.[1]

Gegen die Annahme einer Bewegung von Ost gegen West, insbesondere gegen die Hinzufügung von 40 *km* an äquatorialer Verkürzung in Glarus und Anderes läßt sich manches begründete Bedenken aussprechen, aber, wie dem auch sei, dieser Versuch einer größeren Auffassung ist nicht vereinzelt geblieben.

Im Jahre 1902 erklärte Lugeon, Rhätikon mit Selvretta und Piz Err seien eine Deckscholle; die Wurzel des Rhätikon müsse ungefähr 70 *km* nach rückwärts gesucht werden.[2] Haug schloß sich dieser Meinung an. Blaas suchte die Einwirkung auf das Ober-Inntal. Man müsse sich nun, schrieb Blaas nach Rothpletz' Veröffentlichung, die Frage vorlegen, »ob nicht auch der ganze aus dem Engadin ins tirolische Ober-Inntal bis Prutz herübergreifende Zug von Bündner Schiefer unter die kristallinen Gesteine der Selvretta- und Ötztalermasse zu versetzen sei«.[3]

Nicht lange darauf erklärte Termier: »Das Unter-Engadin ist ein Fenster«.[4]

Die Bedeutung dieser Frage für den Bau eines großen Teiles der Ostalpen und das Gewicht von Steinmann's entgegenstehendem Urteil haben mich im Laufe dieses Sommers veranlaßt, bei Nauders die wenig besprochene Stelle des Anschlusses der Schweizer an die Tiroler Vorkommnisse aufzusuchen. Bevor jedoch dieser Bericht abgeschlossen war, ist

---

[1] A. Rothpletz, Geol. Alpenforschungen. I. Das Grenzgebiet zwischen den Ost- und Westalpen und die Rhätische Überschiebung; 8°, München 1900; p. 162, 168.

[2] M. Lugeon, Les grandes Nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse; Bull. soc. géol. (17. Févr. 1902, p. 29); 1901, 4. sér., I, p. 723 bis 825; insb. p. 799 f. Auf der begleitenden Karte ist die ganze überschobene Zone vom Falkniss bis Parpan mit demselben Zeichen zur Anschauung gebracht wie das Chablais.

[3] J. Blaas, Geol. Führer durch die Tiroler und Vorarlb. Alpen; 8°, Innsbruck, 1902; Karte. Anmerkung zu p. 140.

[4] P. Termier, Les Nappes des Alpes orient. et la Synthèse des Alpes; Bull. soc. géol., Sitzung vom 21. Dez. 1903; 4. sér., III, p. 748, und dess. Sur la fenêtre de la Basse Engadine; Comptes rend., 24. Oct. 1904.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

eine neueste Schrift Steinmann's erschienen, in welcher dieser bewährte Forscher auf die abweichende Erklärungsweise verzichtet und den im Westen herangereiften Ansichten über den Bestand großer Überschiebungen sich anschließt.[1]

Auf diese Art ist Übereinstimmung in den Hauptfragen erzielt, lediglich durch wiederholte und eindringliche Betrachtung der Natur. Freilich, nicht ein Abschluß ist dieses Ergebnis, wohl aber die dem heutigen Stande der Erfahrungen am besten entsprechende Auffassung der Sachlage. Ihr zufolge darf Lugeon sagen, daß Selvretta schwimmt; Blaas' Frage ist mit Ja zu beantworten; diese Strecke des Inntales ist, wie Termier sagt, ein Fenster.

Daß eine Reihe trefflicher Mitarbeiter Steinmann's nur Überschiebungen im Ausmaße bis zu 5 *km* gesehen hat, wie Lorenz im Rhätikon,[2] Hoek im Plessurgebirge,[3] Paulcke[4] an der Westseite des Fensters (für Stammerspitz werden 12 *km* angegeben) und Schiller an der Südostseite,[5] scheint mir hieran nichts zu ändern. Diese 5 oder 12 *km* sind die Breite des sichtbaren natürlichen Aufschlusses an dem durch Rückwitterung erzeugten Rande.

II.

Übersicht. In der nachfolgenden Zusammenfassung der Erfahrungen über den Grundplan habe ich es vermieden, die Folgerungen zu berühren, die sich im Westen bis in den Appennin hinein sowie im Osten für andere Teile der Ostalpen ergeben. Ebensowenig sind andere schwierige Fragen, die

[1] Steinmann, Geolog. Beob.; II. Die Schardt'sche Überfaltungstheorie u. s. w. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. B., 1905, XVI, p. 18 bis 67.

[2] Th. Lorenz, Geol. Stud. im Grenzgebiete zwischen helvet. und ostalpin. Facies; II. Teil, Südl. Rhätikon; ebendas. 1901, XII, p. 34 bis 95; Karte; insb. p. 69.

[3] H. Hoek, Geol. Untersuch. im Plessurgebiete um Arosa; ebendas. 1903, XIII, p. 215 bis 270; Karte.

[4] W. Paulcke, Geol. Beob. im Antirhätikon; ebendas. 1904, XIV, p. 257 bis 298; Karte.

[5] W. Schiller, Geol. Untersuch. im Ob. Engadin; I. Lischannagruppe; ebendas. 1904, XIV, p. 107 bis 180; Karte.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

nicht ganz unmittelbar mit dem Baue dieser Strecke in Verbindung stehen, berührt, wie z. B. jene nach den vermuteten Beziehungen der grünen Intrusivgesteine zu Radiolariengesteinen. Da ferner große Übereinstimmung mit den Ergebnissen von Lugeon und Termier herrscht, wird der Fachmann in dieser Übersicht des Neuen nicht viel finden. Trotzdem schien sie mir notwendig, um den Vergleich mit weiter gegen Osten liegenden Gebirgsteilen zu erleichtern und um den hier nachfolgenden Einzelheiten ihren Platz anzuweisen. Die Grenzen dieser Übersicht werden beiläufig durch die Reuß und die Ötz gezogen sein.

In diesem Teile der Alpen ist der tangentiale Einfluß so weit gegangen, daß die Gesteine in Decken zerlegt und diese Decken übereinander geschoben worden sind. In einzelnen Fällen ist es geschehen, daß durch diesen Vorgang gleichzeitige Meeresablagerungen von wesentlich verschiedener Beschaffenheit (Facies) auf weite Strecken übereinander gelagert worden sind. Ihre abweichende Beschaffenheit lehrt, daß sie in voneinander entfernten, vielleicht getrennten Meeresteilen gebildet worden sind. Man kann sie als Bewegungen und Decken erster Ordnung ansehen.

Andere Überschiebungen mögen auch ein sehr bedeutendes Ausmaß der Bewegung anzeigen, ohne doch aus den Grenzen der Facies hinauszutreten. Das sind die Bewegungen und Decken zweiter Ordnung und von diesen gibt es alle Abstufungen bis zu den geringsten örtlichen Überfaltungen.

In dem hier betrachteten Gebiete lassen sich drei Decken erster Ordnung deutlich unterscheiden. Jede derselben hat durch eine Reihe von Formationen ihre selbständige Facies; bei jeder derselben ist die ursprüngliche Auflagerung der sedimentären Serie auf eine bestimmte kristallinische Unterlage kennbar. Diese Unterlage teilt in verschiedenem Maße die Bewegung der aufgelagerten Serie, bald indem sie nur Verfaltung mit ihr verrät, bald indem sie als ein Stück der Decke mit ihr abgelöst und durch eine weite Strecke schwimmend über eine andere Decke getragen worden ist, bald indem mächtige Stücke von ihr abgeschürft und auf den Bewegungsflächen fortgeschleppt wurden.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

I. Die helvetische Decke. Dieser Decke gehört als die natürliche Unterlage die Montblanczone an, eine Reihe von Gliedern des variscischen Bogens, hier vertreten durch die Masse des Aarhorns und des Gotthard. Der südliche Rand des Gotthard ist ihre südliche und der äußere Flyschrand ihre nördliche Grenze. Die Glarner Überschiebung vollzieht sich innerhalb dieser Decke; ich halte die Verschiedenheiten, die hier innerhalb der Kreideformation auftreten, kaum für hinreichend, um ihnen Bewegungen erster Ordnung zu Grunde zu legen. Es bleibt die Frage offen, ob die Glarner Überschiebung veranlaßt sei durch das Darübergleiten einer zweiten, nun bis auf sehr geringe Spuren (Berglittenstein) entfernten Decke.

Daß die höheren Glieder der helvetischen Serie schräge über den Rhein in die Kreide und Flyschzüge von Vorarlberg fortsetzen, wußte Mojsisovics bereits vor langer Zeit; Vacek hat die Sachlage auf österreichischem Boden beschrieben; Blumer hat das Überschreiten des Rheins durch die gesenkten Falten des Säntis zum Gegenstande einer besonderen Studie gemacht.[1] Hiebei ist zu beachten, daß nicht etwa die gesamte Serie der helvetischen Decke über den Rhein tritt, sondern lediglich die durch den Faltungsvorgang abgelösten höheren Glieder. Deshalb konnte Blumer mit Recht sagen, auch die Kreide Vorarlbergs sei wie jene des Säntis wurzellos. Wie der Säntis selbst ist daher die Kreide- und Flyschzone, welche von diesem Faltenbündel nach Vorarlberg übersetzt, nicht als die Fortsetzung der gesamten helvetischen Decke, sondern nur als ein Rand derselben anzusehen.

II. Die lepontinische Decke. Mit diesem von Steinmann zwischenweilig gebrauchten Namen wird hier eine große Decke bezeichnet, für die oder deren Teile bereits anderweitig verbrauchte Namen (vindelicische, rhätische Decke) in Verwendung gekommen sind. Sie besteht, wie Lugeon im Chablais ausführlich gezeigt hat, aus mehreren

---

[1] E. v. Mojsisovics, Verh. geol. Reichsanst., 1877, p. 266; M. Vacek, Über Vorarlb. Kreide; Jahrb. geol. Reichsanst., 1879, XXIX, p. 724; E. Blumer, Geol. Monogr. vom Ostende der Säntisgruppe (in A. Heim, Das Säntisgeb.); Beitr. geol. Karte der Schweiz; 1905, neue Folge, p. 518 bis 638 insb. p. 603.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

Teilen; so unterscheidet Steinmann eine Freiburger Decke, eine Klippen-, eine Breccien- und eine rhätische Decke, übereinstimmend zum großen Teile mit den Teilungen von Lugeon im Westen, und von denen Lorenz im Falkniß die vierte, unter dieser die dritte, dann die zweite getroffen hat.[1] Es wird auch später auf ähnliche Teilungen innerhalb des Fensters zurückzukommen sein. Hier aber, wo es sich zuvörderst um die Ermittelung der großen tektonischen Elemente handelt, empfiehlt es sich, vorläufig über diese Einzelheiten hinauszugehen, und zwar um so mehr, als diese Gruppe innerhalb des Gebirgsbaues eine sehr deutlich kennbare Einheit bildet. Sie ist nicht nur gekennzeichnet durch ihr mächtigstes, in der Landschaft durch besondere Formen sich auszeichnendes Glied, den Bündner Schiefer, sondern auch durch basische Eruptivgesteine, die sie fast allenthalben begleiten und weder in der tieferen, helvetischen, noch in der folgenden, höheren Decke sichtbar sind. Diese Gesteine, Diabas, Diabasporphyrit, Gabbro, Serpentin, Variolit, Grünschiefer und andere, hier als die »grünen Felsarten« zusammengefaßt, sind, wie die Pietre verdi des Apennin, keine Effusiv-, sondern Intrusivgesteine und treten in diesem Gebiete vorherrschend, vielleicht ausschließlich, nahe der Obergrenze der lepontinischen Decke auf. Das Kärtchen ihrer Verbreitung, das Steinmann entworfen hat, ist zugleich die Darstellung dieser Obergrenze.[2]

Dort, wo der lepontinischen Decke die folgende Decke auflastet, zeigt sich nicht selten eine von zahlreichen untergeordneten Scherflächen durchschnittene Zone, in der auch sehr große abgeschürfte und durch die Bewegung der folgenden Decke fortgeschleppte Scherben von Gneis, Hornblendschiefer und andere auftreten.

Die natürliche Unterlage dieser Serie sind das Adulagebirge, die Tessiner Alpen und ein guter Teil der Disgraziamasse. Ihre Sedimente ziehen von den Westalpen über Val Bedretto, dann zwischen Gotthard und Adula herbei, füllen das Rheintal, tauchen vom Falkniß bis Oberhalbstein unter den Rhätikon und

[1] Steinmann, II, p. 33 und Anmerkung zu p. 37.

[2] Steinmann, I *b*, p. 215.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

die Westseite der Selvretta, auch unter das im Süden der Selvretta vorliegende Kalkgebirge und dann unter die Granitberge bis zum Septimerpaß und bis Gravesalvas. In dem großen Fenster am Inn werden sie wieder sichtbar, herauftauchend unter den Gneismassen im Osten und Westen. Sie liegen auf der helvetischen Decke als die Klippen des Mythen und von Iberg, sowie am Berglittenstein. Sie tauchen in den bayerischen Alpen im Gebiet der Iller bei Oberstdorf und an anderen Punkten, stets an der Nordgrenze der Kalkalpen, unter diesen als ein unterbrochener Saum hervor.

III. Die ostalpine Decke. Diese Decke ist die höchste, keine andere liegt auf ihr. Sie unterscheidet sich von den anderen Decken dadurch, daß innerhalb des hier betrachteten Gebietes ein beträchtlicher Teil ihrer normalen kristallinischen Unterlage von seinem ursprünglichen Standorte abgelöst und samt der sedimentären Auflagerung auf weite Strecken fortbewegt ist. Die Fortbewegung hat über der lepontinischen Decke stattgefunden. Zu den fortbewegten Massen gehören: die ganze Selvretta, die Juliergranite in Ober-Engadin, von der Berninamasse ein nördlicher Teil und von der Ötzmasse wenigstens ein beträchtliches westliches Stück. Mit diesen kristallinischen Massen wurden die ihnen aufgelagerten Sedimente fortbewegt. Sie bestehen aus der bekannten reichgegliederten mesozoischen Serie der nördlichen Kalkzone der Ostalpen. Solche bewegte Teile sind: das ganze vom Ortler herziehende Umbrailgebirge oder doch der größte Teil; die dem Juliergranit und der südlichen Selvretta aufgelagerten Kalkgebirge der ostalpinen Serie, wie das Ducangebirge, Plessurgebirge und andere, endlich der Rhätikon samt einem westlichen Stücke der nördlichen Kalkalpen. So wie aber in Vorarlberg nicht die Gesamtheit der helvetischen Decke an dem Außenrande der Alpen anlangt und z. B. von den alten Felsarten der Aarmasse am Außenrande nichts sichtbar wird, so sieht man auch am Nordrande der Kalkalpen nichts von der mitbewegten Unterlage von Gneis, sondern nur die mesozoischen Sedimente. Auch hier langt nur der höhere Teil der Decke an dem Außenrande an.

Die Anordnung ist diese: In den Klippen der Schweiz (Mythen u. s. w.) liegt *II* auf *I*; am Rande des Prättigau,

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

bei Gravesalvas und im Fenster am Inn liegt *III* auf *II*; am Nordrande der Kalkalpen, an der Iller, liegen *III* auf *II* auf *I*.

Die Unterscheidung dieser drei tektonischen Einheiten bietet den Schlüssel zum Verständnisse dieses Teiles der Alpen. Noch im Jahre 1883 habe ich selbst auf Grund der damaligen Erfahrungen zur Erklärung der Überschiebung des Rhätikon einen Einsturz des Prättigau und Rückfaltung am Südrande des Rhätikon vorausgesetzt, während jetzt Rückfaltung wegfällt und der ganze Rhätikon sich als ein Stück der schwimmenden Decke darstellt.[1] Man mag die damalige Auffassung vergleichen mit Lugeon's im Jahre 1902 veröffentlichten tektonischen Karte, auf welcher die angeführten Decken kennbar gemacht sind, um den erzielten Fortschritt zu ermessen. Das Fenster erscheint auf Termier's Karte von 1904.[2] Nun werden die größten Überfaltungen und Einklemmungen erklärbar.

Das Gargellental ist in den Gneis der Selvretta eingeschnitten. Schon im Jahre 1843 bemerkte A. R. Schmidt, daß bei dem Orte Gargellen mitten im Gneis Kalkstein auftrete; westlich davon, gegen den Prättigau sehe man jenseits des Antonijoches auf mehr als eine Stunde weit, wie der Gneis mit scharfer Grenze auf dem Kalkstein liege. Man hielt den Kalkstein für Caprotinenkalk, bis G. A. Koch fand, daß er von tithonischem Alter sei. Rothpletz hat hierauf gezeigt, daß an dieser Stelle der Tithonkalk in der Tat beinahe 5 *km* weit vom Gebirgsrande her unter den Gneis eingreift, bis ihn der Gargellenbach bloßlegt. Der Kalkstein gehört zur lepontinischen Serie; das Beispiel ist aus der Grenzregion von *III* und *II* genommen.[3]

---

[1] Das Antlitz der Erde, I, 1. Heft, 1883, p. 182.

[2] M. Lugeon, a. a. O., pl. XVII: P. Termier, Bull. soc. geol., 1904, 4. sér., III, pl. XXIII.

[3] A. R. Schmidt, Vorarlberg nach den von dem geogr. mont. Verein für Tirol und Vorerlb. veranlaßten Begehungen, 8°, Innsbruck, 1843, p. 34; G. A. Koch, Verh. geol. Reichsanst., 1876, p. 371—375; Rothpletz, a. a. O., p. 98, Fig. 34; hier werden auch Reste von Sernifit und Flysch als Begleiter des eingeklemmten Tithonkalkes erwähnt.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

Als ein weiteres Beispiel mag Hoek's Schilderung des Plessurgebirges bei Arosa dienen. Der Gebirgsrand gliedert sich hier in vier Stufen. Die erste ist die hohe Strela-Amselfluhkette, bestehend aus ostalpiner Trias in Falten, die gegen WNW überlegt sind. Die zweite ist das Parpaner Zwischenstück, eine kleinere Schuppe, die unter der ersten hervortritt; sie gehört noch zu *III.* Die dritte, noch weiter gegen NW gelegen und unter den beiden anderen hervortretend, ist ein wirrer Wechsel übereinander geschobener Scherben; hier allein treten die grünen Felsarten auf. Das ist die obere Grenzregion der Decke *II.* Die vierte und tiefste Gruppe ist Flysch.[1]

Wir wenden uns zum Inn.

III.

Umrahmung des Fensters. Die beiden kristallinischen Massen, die den Inn begleiten, Selvretta und Ötzmasse, sind sich sehr ähnlich. In beiden treten dieselben Gneise und gneisartigen Phyllite und dieselben langen Züge von Hornblendschiefer auf. In beiden nimmt die Ähnlichkeit gegen Norden mit der räumlichen Annäherung zu und man trifft dieselbe Seltenheit oder gänzliche Abwesenheit echter Granite, dasselbe weithin herrschende Streichen um O, mit geringer Abweichung bis SO oder ONO. Weiter im Norden endlich, wo nördlich von Prutz das Fenster endet, gibt es keine kennbare Grenze zwischen Selvretta und Ötzmasse und streichen die alten Felsarten, längs des Inn in langem Profil bis Landeck aufgeschlossen, quer über den Fluß. Der östlich vom Inn und nördlich vom Fenster gelegene Venetberg wird allgemein als die Fortsetzung der nördlichen phyllitischen Teile der Selvretta angesehen.

Die vereinigten Gesteinszonen der Selvretta und der Ötzmasse enden gegen Norden an einer gemeinsamen, gegen O, weiterhin O in N streichenden Dislokation, welche die Grenze gegen die nördlichen Kalkalpen ist. Sie erscheint bei Zams nordöstlich von Landeck, dann gegenüber von Imst und noch bei Roppen, zwischen den Mündungen der Pitz und der Ötz,

[1] Hoek, a. a. O.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

als eine von Süd gegen Nord gerichtete Überfaltung der älteren Felsarten über die Trias, bald aber sieht man nur steile Schichtstellung, bald verschwindet wie bei Pettneu die Grenze unter dem Schwemmlande des Inn. Bei dem vorherrschenden Südfallen der älteren Felsarten ist es wahrscheinlich, daß die Überfaltung eine allgemeine war und daß ihre Spuren durch Abtragung auf lange Strecken hin entfernt sind.

Diese Umstände begründen den Ausspruch G. A. Koch's, daß das Inntal im Osten der Selvretta nur eine orographische Scheidelinie, aber keineswegs eine geologische Demarkation gegen die Ötzmasse darstellt und vom Engadin bis über Prutz »als ein Quertal figuriert«.[1]

Seiner unmittelbaren Unterlage, dem Bündner Schiefer im Fenster gegenüber, ist der Inn ohne Zweifel ein Längental; würde man annehmen, daß die Gneise sich von Ost nach West verbinden, so wäre der Fluß diesen gegenüber ein Quertal.

Vereinigt man die älteren Arbeiten von A. Escher, Studer und Theobald,[2] für den Süden mit jenen von G. A. Koch für den Norden, so ergibt sich beiläufig folgendes Bild der Selvretta:

Diese hohe und ausgedehnte Gebirgsmasse wird fast ausschließlich von Gneis und von langen Zügen von Hornblendgesteinen gebildet, die manchen Teilen des Hochgebirges ein gestreiftes Aussehen geben und dann von ferne das Gefüge anzeigen. Die Gesteine sind in lange Sättel und Mulden gelegt, deren Streichen mit geringen Abweichungen im Süden um SO und im Norden um O schwankt. Dabei ist namentlich im Süden die Faltung so eng gepreßt und doch jedes einzelne Glied so breit, daß breite Fächer entstehen, die in den Synklinalen nach oben sich öffnen, und daß sowohl in den Synklinalen als in den Antiklinalen die Schichten in den Achsen senkrecht stehen.

Schon der senkrecht stehende Gneis des Piz Ketsch, N vom Albulapasse, zeigt diese Anordnung. Er gehört einer Antiklinale an, die von Piz Griatschuls oberhalb Scanfs in der Nähe

[1] G. A. Koch, Die Abgrenzung und Gliederung der Selvrettagruppe; 42 Seiten, 8°, Wien, 1884, p. 3.

[2] B. Studer, Geol. der Schweiz, 1851, I; G. Theobald, Geol. Beschr. der NO-Gebirge von Graubünden (Beitr. zur Geol. der Schweiz, II), 4°, Bern, 1864.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

des Inn bekannt ist und, allerdings unter mehrfachen Abweichungen im Schichtenfall, quer über Val Tuors in der Richtung auf den Schmelzboden am Landwasser, d. i. gegen NW streichen dürfte.[1]

Weit ausgeprägter ist derselbe Bau im Scalettagebirge, am Fluelapasse bis zum Pischagebirge und bis Davos auf der einen Seite dann auf der anderen bis zum Piz Nuna im Zernetzer Gebirge, das östlich vom Inn liegt.

In den Tälern, die S. von Davos gegen das Landwasser sich öffnen, tritt ausnahmsweise die Richtung WSW bis SW in Geltung; die Hornblendschiefer wenden sich von hier aus im Pischagebirge gegen Ost und diese Richtung hält quer über die Selvretta an. Zugleich schalten sich zwischen diesen gegen Ost gerichteten Zug und die Scaletta andere Streichrichtungen ein, die den Übergang zur SO-Richtung des Südens bilden.

Das Zernetzer Gebirge am rechten Ufer ist ein synklinaler Fächer, dessen Schichten im Süden gegen NO fallen, in der Mitte senkrecht stehen und auf der Nordseite gegen S und SW geneigt sind. Dieser Fächer setzt auf der Westseite des Inn fort.

Obwohl nun Theobald angibt, daß bei Guarda mehrere starke Hornblendbänke SW—NO streichen, ergibt sich doch ohne jeden Zweifel, daß das allgemeine Streichen der südlichen Selvretta von der Richtung des Innflusses quer durchschnitten wird.[2]

Mit dem Pischagebirge beginnt die Herrschaft des Streichens OW. Ein mächtiges Gewölbe nimmt nun mit dieser Richtung wohl die ganze Breite der Selvretta ein. Studer hat es gekannt, Theobald und Koch haben es beschrieben.[3] Seine Achse tritt nach Koch zwischen den Tälern Sardasca und Vernela hervor und streicht gegen Ost zum Südabhange des Piz Buin (3327 *m*); dabei stehen die Schichten in der Achse senkrecht und fallen im Süden gegen Süd und im Norden gegen Nord. Theobald wie Koch bemerken aber, daß auf den höchsten Gipfeln fast horizontale Schollen auftreten. Dieses Gewölbe

[1] Theobald, a. a. O., p. 198.

[2] Theobald, a. a. O., p. 119, 187, 191, 240.

[3] L. v. Buch, a. a. O., p. 264, 272 f.; Theobald, p. 108 und 187; Koch, Verh. geol. Reichsanst., 1877, p. 137.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

setzt noch weiter gegen Ost fort und umfaßt das Gebiet des Jamtaler Ferners. Die obersten Schichten des Piz Buin bestehen nach Theobald aus fast horizontalem Hornblendschiefer. Südlich davon, gegen Val Tuoi, herrscht südliches Fallen; in Val Tasna, im Jamtal und bis zum Fluchthorn ist die Neigung gegen Nord auf kurze Strecken durch südliche Neigung unterbrochen.

Im ganzen Montafon traf Koch WO als die Hauptrichtung des Streichens mit geringeren Abweichungen gegen NO oder SO; die bedeutendste dieser Abweichungen liegt im Garneratale, wo nordsüdliches Streichen mit flachem Fallen in W eintritt.[1]

Die Ablenkungen im äußersten Nordwesten der Selvretta, im oberen Rhätikon, beeinflussen nicht den Bau der Masse. Dieser setzt in der Fervall-Gruppe, welche die ganze Mitte der nördlichen Selvretta einnimmt, in westöstlich streichenden Falten der kristallinischen Felsarten fort, doch tritt hier eine Ablenkung gegen OSO etwas mehr hervor. Vom Paznaun bis zum Arlberg unterscheidet Koch vier fast parallele Antiklinalen. Überhaupt ist die Verbindung mit dem Osten jenseits Paznaun eine sehr innige.[2] Vom Moostale, das nahe dem östlichen Eingang in den Arlbergtunnel in das Stanzer Tal mündet, streichen Gneis, Gneisphyllit und Glimmerschiefer ostwärts bis zum Furgler und Schönbüchl am Rande des Fensters, westlich von Prutz.[3]

Der Arlbergtunnel durchschneidet das Streichen in einem sehr spitzen Winkel. Nach Foullon liegt er in dem nördlichen Flügel einer mächtigen, gegen Nord überfalteten Antiklinale,

---

[1] Koch, Verh. geol. Reichsanst., 1876, p. 320 und 343. Es wäre lehrreich zu wissen, ob Beziehungen dieser Abweichung zu Vorkommnissen bestehen, die Studer von Val Sagliains bis über Vareina hinaus erwähnt (Geol. der Schweiz, I, p. 273).

[2] Hier liegt das Gebiet, welches Koch als Antirhätikon bezeichnet; wie so oft fallen die orographischen Grenzen nicht mit den geologischen zusammen; der Antirhätikon Koch's umfaßt zugleich das lepontinische Muttlergebirge, bei Prutz die westliche Hälfte des lepontinischen Gebietes und das kristallinische Grenzgebirge gegen Paznaun.

[3] Koch, ebendas., 1875, p. 226, und 1876, p. 84 und 187; ders. Jahrb. geol. Reichsanst., 1875, p. 256.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

fast ausschließlich von Gneis, deren Streichen nicht wesentlich von OW abweicht. Das Fallen ist durchschnittlich 60° bis 65° S.[1]

Quarzphyllite und Tonglimmerschiefer treten in diesen nördlichen Teilen der Selvretta mehr und mehr hervor. Endlich ist die Grenze gegen die Kalkalpen und im Osten die Verbindung gegen den Venetberg erreicht.

So stellt sich die Selvretta im großen als ein OW streichendes Faltensystem dar, in dessen nördlichen Teilen die Bewegung gegen Nord deutlich hervortritt. An einigen wenigen Punkten, wie bei Gaschurns in Montafon, wird Graphit erwähnt.

Das Streichen der Ötzmasse vollzieht im Südosten einen Bogen, der im großen der Beugung der Judicarienlinie bei Meran entspricht. Teller hat den Bau auf das lehrreichste beschrieben.[2] Eine erste breite Zone von Gneis und Gneisphyllit streicht S vom Jaufen über die Hohe Warte, kreuzt das Passeiertal, wendet sich mehr und mehr gegen SW und bildet bis über Schlanders das nördliche Gehänge des Etschtales. Ihr folgt eine mannigfaltige Zone von Schiefer und Kalkstein (Kalkphyllitzone), die alle Berge bis Ridnaun, Schönau im oberen Passeier und einen großen Teil des Gurgler Kammes samt der Hochwildspitz umfaßt. Lichter Glimmerschiefer, Biotitgneis und zwei Kalkzonen, getrennt durch Granatglimmerschiefer, bilden diese Zone. Sie verschwindet gegen Südwest auffallend rasch in der Texelgruppe und gelangt nicht an die Etsch. Nicht ganz sichere Spuren erscheinen wieder im Schlandrauner Tale ob Schlanders. Die ganze Zone fällt gegen N und NNW unter die zweite Gneiszone. Diese streicht von Stubai her; Gurgl, Vent, der Weißkamm fallen ihr zu; sie erreicht das obere Pitztal.

---

[1] Heinr. Baron v. Foullon, Über die Gesteine und Minerale des Arlbergtunnels; Jahrb. geol. Reichsanst., 1885, XXXV, p. 49 und 100.

[2] F. Teller, Verh. geol. Reichsanst., 1877, p. 231; 1878, p. 64 und 392. Die von Frech vorausgesetzte Scharung mit einem NW streichenden Gebirgsteil liegt außerhalb des hier erörterten Gebietes; ders. Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen; Wiss. Ergänzungshefte zur Zeitschr. des d. u. ö. Alpenver., II, 1. Heft, 1905, p. 57. Daß der Kalk am Jaufen Trias sei, vermutete schon Pichler; Jahrb. geol. Reichsanst., 1864, XIV, p. 438.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

Der Bogen flacht allmählich zu einem allgemeinen OW-Streichen aus. Nachdem der Gneis eine große Ausdehnung in der Richtung auf Glurns genommen, streicht ein Zug von Hornblendschiefer von Graun am Ausgange des Langtauferer Tales gegen ONO bis zur Gepatschalpe im obersten Kaunser Tal[1] und in den drei parallelen Tälern von Ötz, Pitz und Kauns zeigt sich die Änderung. Im mittleren Ötztale trifft man sogar auf WNW, bevor WO erreicht wird; es sind deutliche Synklinalen und Antiklinalen vorhanden und nach wiederholten Abweichungen gegen SW erscheint im Inntale Fallen 80° NO, als wäre hier ein leicht gegen S überlegtes Gewölbe vorhanden,[2] während das benachbarte Hochedergebirge OW streicht, mit steilem Südfallen und mit nach N überkippten Schichten den Inn bei Pfaffenhofen, gegenüber Telfs, erreicht.[3] Daß im Inntal an mehreren Punkten die alten Gesteine über die Trias überfaltet sind, wurde bereits gesagt.

Im obersten Pitztale schwankt die Richtung des Streichens von O etwas in S oder N, bis von Ritzenried an O allgemein herrscht.

Das Kaunser Tal greift tief gegen Süden und in seinem südlichsten Teile, am Weißseejoch (West Gepatsch) sieht man noch das Streichen N etwas in O; dann stellt sich die Richtung O ein und diese wird im ganzen Tale beobachtet bis zum Fenster.[4] Über das nördlichste Ende des Fensters habe ich bei der Pontlatzer Brücke keine volle Gewißheit erlangt. Die Tiroler Geologen nennen als das Ende in der Regel die Häusergruppe Piller; Koch erwähnt den Kalkphyllit von Puschlin, NO von der Pontlatzer Brücke. Nördlich von diesem Ende streichen die gneisartigen Phyllite von der Selvretta gegen den Venetberg herüber.

Diese lange Aufzählung von Einzelheiten zeigt, daß im Osten wie im Westen des Fensters die alten Felsarten der Hochgebirge beherrscht sind von einem gemeinsamen ostwestlichen Streichen und einer gemeinsamen Bewegung gegen

[1] Blaas, a. a. O., p. 493.

[2] Grubenmann, Anz. Ak. Wiss. Wien, 1898, p. 16.

[3] Ohnesorg, Verh. geol. Reichsanst., 1905, p. 175.

[4] Koch, Jahrb. geol. Reichsanst., 1875, XXV, p. 247.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

Nord, die sich auch ausdrückt in der Überfaltung des südlichen Randes der Kalkalpen. Diese Bewegung setzt sich in die Kalkalpen und bis in die Flyschzone fort. Sie steht nicht im Einklange mit dem bald zu erwähnenden nordöstlichen Streichen der lepontinischen Sedimente innerhalb des Fensters.

Das Umbrailgebirge ist eine Fortsetzung der Trias des Ortler und schiebt sich als ein breites Dreieck zwischen die Ötzmasse und Selvretta. Die nördlichste Spitze, Piz Lat, erreicht die Nähe von Nauders. Im großen ist es eine Tafel von ostalpinen Sedimenten, von Verrucano bis in den oberen Jura reichend und aufruhend auf Gneis, öfters unter Dazwischentreten von Casannaschiefer. Die normale Auflagerung wird bestätigt durch die vereinzelten Vorlagen, z. B. den dem Berninagebirge aufgelagerten Piz Alv, welchen Diener beschrieben hat.[1]

Die Tafel ist von untergeordneten Bewegungen durchzogen, die ausnahmsweise die Unterlage hervortreten lassen. Im Süden muß als die bedeutendste nach Böse's Schilderung die Überschiebung gelten, deren Rand in der Richtung WSW bis SW durch Val Varusch (unter Scanfs am Inn) bis Val Trepalle (unter Livigno am Spöl) hinläuft und die in derselben Richtung wahrscheinlich noch viel weiter gegen die Stilfserstraße zieht.[2] Im nördlichsten Teile dieses Kalkgebirges treten heftigere Störungen ein, die besonders zu besprechen sein werden. Westlich vom Inn können die großen Schollen von ostalpiner Trias, die dem Gneis der südlichen Selvrettamasse auflagern, als Vorlagen und Fortsetzungen der Tafel von Umbrail angesehen werden. Bemerkenswert ist hier das Auftreten von Porphyr in demselben Horizonte wie in Bozen und Val Trompia, d. i. wie in den Dinariden. Er erscheint mit dem Verrucano am Piz Alv, dann jenseits des Inn an der Albulastraße unter Bergün und an anderen Orten.

Wir begeben uns nach dem Süden, westlich vom Inn. Obwohl hier die Natur der Forschung große Hindernisse ent-

[1] C. Diener, Die Kalkfalte des Piz Alv in Graubünden; Jahrb. geol. Reichsanst., 1884, XXXV, p. 313.

[2] C. Böse, Zur Kenntnis der Schichtenfolge im Engadin; Zeitschr. der geol. Ges., 1896, p. 584.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

gegensetzt und obwohl viel Arbeit hier noch zu leisten ist, können doch heute zwei Tatsachen als gesichert angesehen werden, nämlich daß die größte Zahl der Talfurchen nicht durch Bruch sondern durch Erosion erzeugt ist und daß die ostalpine Serie von Umbrail her in Stücken einer Decke über dem Gneis der südlichen Selvretta sich ausbreitet, während von Oberhalbstein her die lepontinische Serie samt den grünen Gesteinen unter diese selben Gneise und auch unter die Granite hinabsinkt, die zwischen der Albula und dem Silser See aufragen.

Ein Beispiel ist Diener's Profil des Piz Err.[1] Besonders klar wird das Hinabsinken der sedimentären unter die kristallinischen Gesteine auf der Strecke vom Septimer Paß über Gravesalvas zum Silser See. »Auch der letzte Zweifel an der Richtigkeit dieser Tatsache«, schrieben A. Escher und Studer im Jahre 1839, »verschwindet, wenn man, auf dem Rücken über Gravesalvas, mitten zwischen Felsen von Granit und Syenit steht und zu beiden Seiten, an den Abhängen des Gebirges, die Flysch- und Kalkschichten unter sich durchstreichen sieht«.[2] Diener hat aber anschaulich geschildert, wie auf der anderen Seite des Silser Sees dieses Verhältnis sich fortsetzt, wie dem aus Gneis und Glimmerschiefer bestehenden Höhenzuge zwischen Val Fedoz und Val Fex zuerst einzelne sedimentäre Schollen auflagern, wie dann auf der Ostseite von Val Fex die Kalkphyllite (lepontinischen Bündner Schiefer) samt den grünen Gesteinen auftreten, in langem Zuge fortstreichen gegen SSO bis zum Piz Tremoggia und Sasso d'Entova und wie sie ihrer ganzen Länge nach überlagert werden von einer großen Masse von Talkschiefer und Gneis, welche Piz Corvats, den Caputschin und die nördlich folgenden Höhen bildet.[3]

---

[1] C. Diener, Geol. Studien im SW-Graubünden; diese Sitzungsber., 1888, XCVII, p. 630.

[2] A. Escher und B. Studer, Geol. Beschreib. von Mittel-Bündten; 4°, 1839, p. 57.

[3] C. Diener, Südwest-Graubünden, p. 617 u. f.; über die weitere Fortsetzung innerhalb der Disgraziagruppe Theobald, II, p. 213 u. f.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

Diese Tatsachen sind von Bedeutung. Dieses Ausstreichen der Kalkphyllite zwischen zwei Gneismassen lehrt, daß die südliche, nämlich der nördliche Teil der Disgraziagruppe die Unterlage der lepontinischen Sedimente ausmacht und folglich in dieser Beziehung zum Adulagebirge zu reihen ist, während die nördliche, d. i. der westliche Teil der Berninagruppe das Dach ist, wie Selvretta. Dieses Dach trägt die ostalpinen Schollen.

So gliedert sich im großen der Bau; wie gewaltig die Bewegungen gewesen sind und wie schwer es ist, von ihren Einzelheiten Kenntnis zu erhalten, beweist der Umstand, daß der Albulatunnel mitten in der Granitmasse des Piz Giumels, 700 *m* unter Tags, eine 65 *m* breite, mechanisch abgerissene und mechanisch eingeknetete Scholle von Mergel und Kalkstein angetroffen hat; auf der einen Seite hatte man 1628 *m*, auf der anderen 838 *m* Granit durchfahren.[1]

IV.

Der nördliche Teil des Fensters. Wer von einer erhöhten Stelle zwischen Prutz und Nauders das Inntal überblickt, dem fällt der Gegensatz in die Augen zwischen den gerundeten, aber von sehr tiefen Wasserrissen durchschnittenen Höhen längs des Flusses und den steilen Felskämmen über ihnen. Die ersteren gehören den lepontinischen Sedimenten an, und zwar zur Hauptsache dem leicht zerstörbaren Bündner Schiefer; die letzteren sind Gneis und Hornblendschiefer, und zwar sind es im Osten die Vorberge der Ötzmasse, vom Aifenspitz (2566 *m*, NO von Prutz) über den Mathankopf (2471 *m*) bis zum Riffler Glockturm (3351 *m*, O von Nauders). Unter dieser zackigen Mauer verläuft die Grenze gegen den Schiefer quer über das Kaunser Tal und gelangt über das Saderer Joch zum Vallerigraben ob Nauders. Im Westen ist ein ähnlicher hoher Gneiszug vorhanden; er zieht vom Schönjöchl (2493 *m*, über Ladis) zum Furgler (3007 *m*) und Hexenkopf (3038 *m*)

[1] Tarnuzzer, Geol. Verhältn. des Albulatunnels; 46. Jahresber. naturf. Ges. Graubünden, 1904.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

und hier rückt nach den vorliegenden Angaben die Schiefergrenze höher an den Gneisbergen hinauf.

Südlich von hier steigen innerhalb des Grabens die lepontinischen Gesteine, auch hier vorherrschend Bündner Schiefer, zu immer größeren Höhen an, so in dem gegen das Samnaun abfallenden Kreuzjoch (2696 *m*). Endlich umschließen in einem Bogen Samnaun, Val Sinestra und der tiefe Cañon von Finstermünz die hohe Muttlergruppe (Piz Mondin, 3163 *m*; Muttler, 3299 *m*; Stammer Spitz, 3256 *m*). Über den Vesilspitz (3093 *m*) und das Zeblesjoch erlangt diese Gruppe Verbindung mit dem Gneisgebirge, das Paznaun vom Inntale trennt. Die Muttlergruppe besteht mit Ausnahme des höchsten Teiles des Stammer Spitz ganz aus lepontinischem Gestein und allerdings mag der flüchtige Beschauer zweifelnd fragen, ob diese mächtigen Berge denn wirklich unter die Gneise hinabtauchen, mit denen sie völlig an Höhe wetteifern. Daß das jedoch der Fall sei, wußten die Tiroler Beobachter, wie Sanders, bereits vor vielen Jahren und man kann sich davon bei der deutlichen Schichtung der Schiefer in jedem Seitengraben überzeugen, der die Grenze erreicht. Allerdings hat aber auch schon vor vielen Jahren Supan aufmerksam gemacht, daß der Druck der großen Gneisberge auf den nachgiebigen Schiefer Zertrümmerung veranlassen und die Erosion befördern müsse.[1]

Erstaunlich ist in der Tat die Eintiefung des Inn im Vergleiche zu der nahen Etsch. Die Wasserscheide bei Reschenscheideck liegt in 1510 *m* auf Gneis; zahlreiche Rundhöcker ragen aus den quellreichen Wiesen auf. Westlich davon, jenseits des schmalen Gebirgszuges des Piz Lat, nur 6800 *m* von der Wasserscheide entfernt, befindet sich der Spiegel des Inn um 480 *m* tiefer. Der Stille Bach, der von der Wasserscheide nach Nord fließt, stürzt schäumend in den Cañon von Finstermünz hinab. Nachdem er in 1434 *m* die Quellwiesen der Wasserscheide verlassen, verzehrt er innerhalb 6700 *m* ein Gefälle von 429 *m*.

[1] A. G. Supan, Studien über die Talbildung des Ostens Graubündens und der Tiroler Zentralalpen; Mitt. geogr. Ges. Wien, 1877, XX, p. 293 bis 399; insb. p. 314. Einzelheiten über die Wasserscheide gibt J. Müllner, Die Seen am Reschenscheideck; Penck, Geogr. Abh., 1900, VII, Heft 1; 44 Seiten.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

Der Cañon greift im Schiefer tief unter die alten Gletscherbetten hinab. Die Zerstörung während der Eiszeit vollzog sich in höherem Niveau und die Vereisung war eine so vollständige, daß im Zuge des Piz Lat nach Penck die Scharte in 2547 *m* vom Eise überstiegen worden ist.[1] Unterhalb Prutz, bei der Pontlatzer Brücke, biegt, wie erwähnt, der Inn aus dem Fenster ab; die lepontinischen Sedimente (Kalkphyllite) sollen aber, ihre NO-Richtung fortsetzend, noch auf der Pillerhöhe auftreten. Der Pillerbach fließt gegen NO über Werms hinab und erreicht, mit dem Pitzbache vereinigt, gegenüber von Imst den Inn. Durch die Mulde des Pillerbaches ist ein Arm des oberen Inngletschers (oder der ganze?) in das Längental gelangt, auf einem Bette, das wohl mindestens um 500 *m* höher war als der heutige Inn. So hat sich schrittweise die Aushöhlung des großen Tales vollzogen und sein am leichtesten kennbares Gestein, der Juliergranit, wurde dabei bis über Kufstein, mehr als 200 *km* weit, hinausgetragen.

Umgebung von Prutz. Von Landeck her begleitet den Inn grauer Gneisphyllit, sehr zerknittert, mit vorherrschender Neigung gegen Süd. Oberhalb des Neuen Zolls, nicht sehr weit unterhalb der Pontlatzer Brücke, liegt in diesem Gneisphyllit eine vereinzelte und zerdrückte Masse von Serpentin. Bei dieser Brücke, die nicht selten als die Grenze des Fensters genannt wird, habe ich nur Gneisphyllit in sehr steiler Stellung gesehen. Steinmann hat auf der linken Talseite, »an den Felspartien, die sich etwa 150 *m* über dem Tale herausheben«, zwischen dem kristallinen Schiefer und dem Kalkphyllit ein Kalkband von etwa 4 *m* Mächtigkeit getroffen, bestehend aus einem mäßig stark cipolinisierten Kalk »als Vertreter der nach Art des Lochseitenkalkes ausgewalzten Trias«.[2]

Eine kurze Strecke oberhalb der Brücke, bei dem Gehöft des Untergufer, tritt Kalkstein hart an das rechte Ufer des Inn[3] und bei dem allgemein herrschenden Streichen gegen NO

[1] A. Penck, Die Alpen im Eiszeitalter; 8°, 1902, p. 276, 294, 317.

[2] Steinmann, a. a. O., 1899, X, p. 265.

[3] G. A. Koch, Jahrb. geol. Reichsanst., 1875, XV, p. 257, nennt als Grenze des Kalktonphyllites das ganz nahe bei dem Untergufer liegende Falpans.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

oder NNO ist er möglicherweise die Fortsetzung eines weiteren ähnlichen Vorkommens von Kalkstein auf der linken Talseite, oberhalb der ersten Häuser von Entbruck. Seine hier gut aufgeschlossenen Bänke stehen fast senkrecht; sie sind von blauschwarzer Farbe, wenig verändert und wurden in größeren Stücken gebrochen. Die letzte Bank, scharf abgegrenzt gegen schwarzen Schiefer, ist mehr marmorisiert als die anderen Bänke. Der Schiefer ist ebenflächig, dachschieferähnlich, gelb beschlagen und führt Kupferkies. Nur wenige Meter an Mächtigkeit sind sichtbar; dann erscheint, durch ein schmales Gärtchen getrennt, dunkelroter Schiefer, etwas erinnernd an Werfner Schiefer und eng verbunden mit geschichtetem, weißem Quarzit, der, hoch aufragend, die Burgruine Landegg (Prutz) trägt.

Dieses Riff von weißem Quarzit, von der Talsohle aufwärts durch 350 *m* aus dem grünen Gehänge steil hervortretend, ist der auffallendste Zug der Landschaft. Seine Schichten fallen mit etwa 30° W bis NW. An seiner SO-Seite ist es gleichfalls von rotem Schiefer begleitet.

Diese Schichtfolge ist von Termier beschrieben worden als eine Decke (Nappe) von Trias von der Facies des Tribulaun, eingeschaltet zwischen die Schistes lustrés und die Phyllite.[1] In der Tat habe ich auf der linken Talseite oberhalb dieser gegenüber von Prutz gelegenen Stelle nichts gesehen, was dem Bündner Schiefer gleichen würde, doch waren meine Begehungen nicht zu einer vollen Entscheidung ausreichend; sein Gebiet beginnt, wie es scheint, erst jenseits des Quarzits.

Die flachen Gehänge oberhalb Ladis und bis gegen Fiß bestehen aus einem wiederholten Wechsel von nicht mächtigen Bänken von Kalkstein und Schiefer. Auf den Rundhöckern, die aus dem Gelände hervortreten, erkennt man die steile Neigung gegen NW und das Streichen gegen NO, schräge über den Inn gegen den Ausgang des Kaunser Tales, wo an den steilen Abhängen von ferne ihre Fortsetzung sich verrät.

Viel Grünschiefer, auch Serpentin ist lose vorhanden; anstehend sah ich sie nicht. Am Schönjöchl oberhalb Fiß soll

---

[1] Termier, Comptes rend., 24. Oct. 1904.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

die Grenze gegen den Gneis durchziehen; die Höhen sind dicht bewaldet.

Jenseits des Inn, im Kaunser Tale, sind, wie gesagt, die kalkreichen Bündner Schiefer in hohen Wänden entblößt. Ihre Neigung ist noch immer steil gegen NW; dann wird sie geringer; bevor die Ruine Berneck erreicht ist, bilden die Schichten einen Sattel und fallen von hier an gegen O und SO, gegen den östlichen Gneisrand, unter wechselnder Neigung zwischen 30 und 60°. Bei der Wirtschaft zur »Alpenrose« unter Kaltenbrunn zieht eine leichte, mit Moränenschutt erfüllte Mulde quer über das Tal; jenseits befindet man sich im Gneis. Weder von Trias noch von grünem Intrusivgestein ist eine Spur sichtbar.

Der Bündner Schiefer bildet daher bei Prutz eine NO streichende Antiklinale, deren Achse jedoch nicht in der Mitte liegt; 6 *km* dürften dem westlichen und 2·5 *km* dem östlichen Flügel zufallen. Sein Verhältnis zur Trias ist nicht klar; jedenfalls kehrt diese dem Bündner Schiefer bei gleicher Neigung die tieferen Glieder zu. Sie scheint auf dem Schiefer zu liegen und einen Teil des westlichen Flügels der Antiklinale zu bilden.

Sowohl in den härteren Lagen des Bündner Schiefers im Kaunser Tal als im Quarzit gewahrt man große, windschiefe und mit Striemen bedeckte Flächen, die starke Bewegungen innerhalb der einzelnen Glieder der Antiklinale verraten. In allen Fällen, die ich sah, entspricht die Richtung der Striemen der Neigung der Schichten und ist daher im Quarzit gegen NW und im entfernteren Teile des Kaunser Tales gegen SO stets unter den Gneis hinab gerichtet.

Schon dieses erste Profil bringt die Frage zurück, ob die lepontinische Serie eine einheitliche sei. Tektonische Einheit ist hier im Fenster wahrscheinlich nicht vorhanden. Wenn irgend welche organische Reste im Bündner Schiefer gefunden wären, welche die oft ausgesprochene Vermutung bekräftigen würden, daß er zum Flysch gehört, würde man ersehen, daß im Fenster Trias über Flysch geschoben sei. Aber solche Reste fehlen.

Weiter im Süden, westlich von der hohen Muttler Gruppe und längs des südwestlichen Randes hat durch Paulcke's

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

Bemühungen die Gliederung der lepontinischen Serie große Fortschritte gemacht. Verrucano erscheint nicht in typischer Form. Trias ist vertreten durch bunte Schiefer, Rauchwacke, Quarzit und Gips. Lias, früher nur an zwei Stellen bekannt, bildet im Westen ein langes Band von Crinoidenkalkstein, das auch einen Arieten geliefert hat. Er greift in den Oberlauf von Tälern über, die gegen das Paznaun abdachen. Jura wurde nicht getroffen; eine Zone von Unterkreide mit *Diplop. Mühlbergi* und *Orbitul. lenticularis* begleitet den Lias. Von dem übrigen Teile des Bündner Schiefers vermutet Paulcke, daß er dem tertiären Flysch angehöre.[1]

Die Gipse, die am leichtesten kennbaren Vertreter der Trias, sind auch in einer Reihe vereinzelter Vorkommnisse von Westen her am Südrande, dann im Osten bis über Sins hinab bekannt. Da im Südosten auch Spuren von Crinoidenkalkstein erwähnt werden, gewinnt es den Anschein, als würde um den Westen, Süden und Südosten des Fensters eine mesozoische Zone als Rand des lepontinischen Gebietes auftreten, der Bündner Schiefer im engeren Sinn aber mehr der Mitte und dem Nordosten angehören.

Eine stratigraphische Trennung der Serie, nämlich das Auftreten gleichzeitiger Sedimente in verschiedener Facies, ist nicht bekannt.

Der Südosten des Engadin ist durch einen besonderen Reichtum an Heilquellen ausgezeichnet; auch unter dem Quarzitriff von Prutz tritt ein Säuerling hervor.

V.

Nauders. Der Cañon von Finstermünz ist das großartigste Bild der Vertiefung des Inn in den Bündner Schiefer. Die Schichten sind gegen O und S unter den Gneis geneigt. Auf abgewitterten Flächen sieht man nahe oberhalb des Sperrforts deutliche Bilder der Erscheinung, welche »galoppierende Fältelung« genannt werden mag. Alle Falten oder Fältchen

[1] Paulcke, a. a. O.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

sind flach überlegt gegen die Neigung der Schichtfläche, d. h. sie steigen auf der geneigten Schichtfläche an. Sie stehen so dicht, daß eine auf der anderen zu reiten scheint. Sie waren begleitet von Ablösungsflächen und Hohlräumen, denn sie sind durch Züge von weißem Kalkspat an der Felswand gezeichnet; dieser schwillt an in den Antiklinalen. Herausgeschlagene Falten zeigen auf der Oberfläche des Kalkspates den Abguß von Striemen in der Richtung der Neigung der Schichten.

Solche galoppierende Fältelung dürfte entstehen, wenn die hangende Schicht aufwärts gleitet oder die liegende sinkt. Sie ist ihrer Entstehung nach vergleichbar den gestriemten Flächen bei Prutz.

Hier, bei dem Sperrfort, ist der Bündner Schiefer reich an blauschwarzem Kalkstein; weiter gegen Nauders stellt sich da und dort grüner Schiefer ein, wenn auch wohl nicht so häufig als Theobald vermuten läßt. Es steht auch keineswegs fest, daß dieser zwischengelagerte grüne Schiefer immer wahrer Grünschiefer (Prasinit, ausgewalzter Diabas) sei. In einem der auffallendsten Beispiele scheint die ganze Felsmasse von den höher liegenden Wänden herabgeglitten zu sein.

Nauders liegt abschüssig zwischen 1360 und 1400 *m*. Die jedem Besucher dieser Gegend wohlbekannte Kunststraße, die hinabführt nach Martinsbruck (1019 *m*) ist ein neuerlicher Ausdruck der Tiefe des Inntales. Die Schlucht des Valleribaches oberhalb Nauders zeigt im Anstieg eine Gneismoräne und unter dieser den Bündner Schiefer, geneigt gegen O und SO. Dann, wie mir schien nahe unter 1600 *m*, werden die grünen Gesteine, Variolit, Serpentin u. a., erreicht. Einige Blöcke, die ohne Zweifel der ostalpinen Trias angehören, liegen in der Schlucht. Ich habe aber nicht die Obergrenze der grünen Gesteine erreicht und kann daher nicht sagen, ob diese Trias höher oben ansteht.

Lehrreich ist der Ausblick oberhalb Nauders. Der Cañon bleibt verdeckt, aber jenseits erheben sich die breiten und einförmigen Gehänge des Mondin und des Muttler bis zu ausgedehnten Halden, über welchen ein felsiger Kamm die höchsten Teile des Gebirges bildet. Die Gehänge fallen dem Bündner Schiefer zu, der felsige Kamm den grünen Felsarten. Stein-

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

mann sagt, daß diese Felsarten wurzellos über dem Schiefer liegen und alle bisher bekannten Umstände bestätigen dies.[1]

Wer aber sieht, wie oberhalb Nauders unter seinen Füßen die Schichtflächen des Bündner Schiefers gerade in der Richtung des Mondin sich erheben und weiß, daß ihn hier dieselben grünen Felsarten überlagern wie dort, wer weiters in Betracht zieht, daß das ganze zwischenliegende Prisma des Talprofils samt dem untersten fast vertikal umgrenzten Cañon lediglich durch Auswaschung des Bündner Schiefers erzeugt ist, ganz wie Samnaun und die anderen benachbarten Täler, dem muß die Vermutung sich bieten, daß, so wie die Bündner Schiefer des Mondin die Fortsetzung jener von Nauders, so auch die grünen Felsarten seiner Gipfel die Fortsetzung jener von Nauders seien, emporgetragen, wie die Neigung der Schiefer anzeigt, durch irgend eine Emporwölbung.

Diese Emporwölbung ist wirklich im Unterbaue des Mondin in der Gestalt einer weiten Antiklinale des Bündner Schiefers bekannt. Aus den Arbeiten des unermüdeten Theobald ergibt sich nämlich, daß die bei Nauders und in Finstermünz herrschende Neigung des Schiefers anhält bis an den tief eingeschnittenen Ferner Tobel, der an der NNO-Seite des Mondin von den Gletschern herabzieht zum Schergen(oder Schalkl)-bach. Jenseits dieses Tobels beginnt die Neigung gegen NW und diese setzt sich fort in Val Sampuoir und im Samnaun.[2]

Unser Standpunkt an der Basis der grünen Gesteine ob Nauders ist von dem Grat des Mondin in der Luftlinie 7 *km* entfernt. Auf dem Passe zwischen Mondin (Albulagipfel) und Muttler stand Theobald in 2500 *m* noch im Schiefer. Wollte man diese Höhe als die obere Grenze des Schiefers ansehen, so würden von dem uns zugekehrten Abfalle des Mondin bis zum Inn hinab 663 *m* auf die grünen Felsarten und 1500 *m* auf den Schiefer entfallen. Die Grenze zwischen beiden würde

---

[1] Steinmann, a. a. O., 1899, X, p. 267.

[2] G. Theobald, Geol. Beschr. von Graubünden, I (Beitr. zur Geol. der Schweiz, II), 4°, Bern, 1864; p. 272.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

etwa 900 *m* höher als bei Nauders liegen; das ergibt ein Ansteigen der Wölbung von annähernd 1 : 8 und erklärt die Neigung der Schiefer bei Nauders. Es ist aber zu vermuten, daß die Grenze noch höher liegt.

Weiter gegen Westen, über dem 2540 *m* hohen Kamm von Zebles, der Samnaun abgrenzt und die Muttlergruppe mit dem gegen Paznaun abfallenden Gebirge verbindet, streicht nach Theobald gipsreiche Trias und unter dem Bürkelkopf (3030 *m*) treten wieder die grünen Felsarten auf. Hiernach muß man vermuten, daß die ganze lepontinische Serie des Fensters von den grünen Gesteinen überwölbt war (Vallerigraben bei Nauders im Osten, Grat des Mondin in der Mitte, Bürkelkopf im Westen). Sie neigen sich im Osten unter den Ötzgneis und im Westen unter den Selvrettagneis.

Diese grünen Gesteine sind aber nicht effusiven Ursprunges. Sie sind intrusive Lagergänge, vielleicht auch zum Teile durch die Bewegung auflastender Massen verschleppte Stücke. In jedem dieser beiden Fälle ist noch über dem Grat des Mondin eine weitere Gebirgslast vorauszusetzen. Diese Ansicht wird bestätigt durch Paulcke's Entdeckung, daß die dritte Hochspitze der Muttlergruppe, Stammer Spitz (3256 *m*), über den grünen Gesteinen noch eine ansehnliche Scholle von ostalpiner Trias trägt und daß auch nördlich von Samnaun ähnliche Spuren von ostalpiner Trias über den grünen Gesteinen einzelne Gipfel bilden.

Die unter dem Mondin durchstreichende Antiklinale des Bündner Schiefers erinnert an jene im Kaunser Tale. Theobald sagt, daß weiter im Süden zwei oder drei ähnliche Antiklinalen nebeneinander vorhanden seien. Ihr Streichen ist, wenigstens in der nördlichen Hälfte des Fensters, parallel seiner großen Achse, d. i. NO bis NNO und nicht übereinstimmend mit dem mehr gegen O gerichteten Streichen der Gneise. Man könnte vermuten, daß diese Faltung überhaupt ganz jung, vielleicht gar erst durch die Entlastung bei der Erosion des Tales hervorgerufen sei. Es wäre auch denkbar, daß eine späte allgemeine Bewegung der Alpen gerade nur in dem plastischen Schiefer innerhalb des mächtigen Rahmens zum Ausdruck gelangen konnte, etwa wie die kleine, schräge Flyschfalte

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

zwischen den Deckschollen von Sulens und den Annes.[1] Der Bau des westlichen, höher liegenden Randes und der Antiklinalen in der südlichen Hälfte des Fensters sind mir aber zu wenig bekannt, um hier irgend ein Urteil zu gestatten.

Im allgemeinen kann nur gesagt werden, daß die immerhin ziemlich steile Neigung der Schiefer unter den Gneis bei Prutz, Finstermünz und Nauders und ihre starke Striemung auf irgend eine spätere, der Bildung des Fensters nachfolgende Bewegung hinweisen.

VI.

Das nördliche Ende des Umbrailgebirges. Südlich von S. Maria im Münstertal erhebt sich Piz Lat (2883 *m*), ein nördlicher Vorberg des Piz Umbrail und nicht zu verwechseln mit Piz Lat bei Nauders. Nach Theobald sieht man auf drei Seiten, gegen Ost, Nord und West, in den benachbarten Tälern Gneis als die Unterlage des Piz Lat. Der Berg selbst besteht aus ostalpiner Trias, aber auf seinem Gipfel liegen über Hauptdolomit wieder Gneis und Casannaschiefer. Der Gneis zieht ostwärts hinab, erscheint aber auch auf der Nordseite mitten zwischen Trias und sendet ferner einen Keil südwärts gegen Piz Umbrail; er bildet die Gipfel des Piz Ett. Es findet daher Verfaltung von Ötzgneis mit Umbrailtrias statt.[2]

Ähnliches wiederholt sich auf der Nordseite des Münstertales, wo oberhalb Valpachun Gneis und Casannaschiefer über Verrucano liegen. Vielleicht ist hier der Beginn der merkwürdigen Überfaltung von Gneis über Trias, die mindestens im Scarltale beginnt und nordwärts, vom Schliniger Tal an stets nahe der Schweizer Grenze bis in die Nähe von Nauders, nämlich bis zum Verschwinden der ostalpinen Trias, bekannt ist.

Um ein deutlicheres Bild der Beziehungen der Ötzgneise zur Trias zu erlangen, wenden wir uns zuerst in das oberste Vintschgau. Das Langtauferer Tal ist, wie bereits gesagt wurde, von langen Zügen von Hornblendschiefer begleitet, die etwa

[1] M. Lugeon, Les Dislocations des Beauges; Bull. soc. géol., 1900, XI, No 77, pl. VI.

[2] Theobald, Graubündten, I, p. 329; auch Tarnuzzer, Geol. Gutacht. für die Anlage einer normalspur. Bahn Chur—Münster; 8°, Zürich, 1869, p. 67.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

ONO streichen. Mit derselben Richtung zieht im Norden des Tales vom Glockturm (3351 *m*) her ein hoher Kamm gegen Reschenscheideck und endet im Klopaier Spitz (2913 *m*), der nach Stache aus tonalitischem Gneis besteht. Ein paralleler Kamm begleitet die Südseite des Tales; er kommt von der Weißkugel (3741 *m*) und überragt an seinem Ende im Mittereck (2904 *m*) und Habicher Kopf (2894 *m*) den Oberlauf der Etsch. Zwischen diesen Kämmen liegt links vom Ausgang des Langtauferer Tales ein vereinzeltes Stück ostalpiner Trias, der Endkopf (Jackl, 2648 *m*). Er hebt sich durch seine lichte Farbe und deutliche Schichtung von den höheren, dunkeln Gneisbergen scharf ab. Seine Gestalt ist die eines seitlich etwas abgerundeten, kofferförmigen Tafelberges und seine Lagerung ist, von Westen gesehen, eine leicht muldenförmige. Gümbel traf bis etwa 1575 *m* Gneis, so daß 1073 *m* für die Trias bleiben. Rauchwacke und Gips, Gyroporellen des Muschelkalkes und mutmaßlicher Hauptdolomit werden erwähnt. Die Rauchwacke sinkt gegen SW, biegt sich gegen O unter dem Berge bogenförmig um und »zieht gegen NO unter den schroffen Felswänden empor«.[1] Das würde auf synklinale Einfaltung in Gneis deuten und schon vor vielen Jahren war es Pichler aufgefallen, daß die Kalksteine des Endkopfes mehr kristallinisch seien als gewöhnlich und daß einzelne Teile fast marmorartig seien, »mit Glimmerblättchen wie Cipollin«.[2] Mag dem wie immer sein, sicher zeigt der vereinzelte Endkopf eine außerordentliche Abtragung der Trias und des ganzen Gebirges an.

Westlich von dem breiten Etschtale und vom Endkopf, zwischen diesem und der oben erwähnten Überfaltung an der Schweizer Grenze, liegt die Gruppe des Zwölferspitz (2920 *m*), von der Stache eine monographische Schilderung geliefert hat.[3] Es ergibt sich, daß das Streichen der alten Felsarten,

[1] Gümbel, Verh. geol. Reichsanst., 1877, p. 291.

[2] Pichler, Jahrb. geol. Reichsanst., 1864, XIV, p. 436. Ein Profil an der Basis des Berges gibt Stache, ebendas. 1877, XXVII, Taf. II, Fig. 6. p. 164 werden einige zweifelhafte Versteinerungen erwähnt.

[3] G. Stache und C. John, Geol. und petr. Beiträge zur Kenntnis der ält. Eruptiv- und Massengest. der Mittel- und Ostalpen; 1. Die Gesteine der

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

namentlich im Zerzer Tale, verschiedenen Ablenkungen unterworfen ist, daß aber in dem Hauptstocke des Zwölferspitz und seinen nördlichen Vorlagen die Hornblendschiefer im Gneis das ONO-Streichen des Langtauferer Tales fortsetzen und daß diese Richtung auch bis auf den Griankopf, d. i. bis an den Rand der Überfaltung reicht, die zur Überschiebung wird. Dieser Rand ist in seinem Verlaufe völlig unabhängig vom Streichen des Gneises und ohne Zweifel durch Rückwitterung erzeugt. Der größte Teil des Sesvennastockes (3207 *m*), der Rasaßberg (2938 *m*), Griankopf (2900 *m*), Jochbodenkopf (Piz Russena, 2810 *m*) gehören dem Gneis und dem begleitenden Granit an, während westlich von hier die mesozoischen Gipfel, wie Piz Madlein (3001 *m*), Piz Pisoc (3178 *m*), Piz Lischanna (3109 *m*), Piz S'chalambert (3034 *m*) u. a. bis Piz Lat (2804 *m*) ihnen an mittlerer Höhe nicht nachstehen und den Rand des Fensters bilden. Diese hohen mesozoischen Gipfel sind Fortsetzungen des Umbrailgebirges, die unter dem Ötzgneis und zwischen seinen Faltungen hervortreten. Sie dachen gegen West zum Inn ab, verraten aber dabei nirgends die Anzeichen eines Bruches, sondern, wie der Rand des Gneises, nur die Folgen der Rückwitterung.

Studer, Gümbel und Böse haben Teile dieser westlichen Abdachung beschrieben; die beiden ersteren vergleichen die heftige Faltung mit jener des Berner Oberlandes. Für den Süden, insbesondere für die ganze Lischannagruppe und Piz S'chalambert werde ich Schiller's überaus klare und lehrreiche Beschreibung, von da bis Piz Lat die Angaben Tarnuzzer's und für das nördliche Ende einige eigene Beobachtungen benützen.[1] Dabei werden, da es sich darum handelt, die wesentlichen tektonischen Züge zu gewinnen, alle Gesteine, die älter sind als Verrucano mit *Gn*, alle ostalpinen Sedimente, hier

Zwölferspitzgruppe; ebendas. 1877, XXVII, insbes. p. 199 u. f. Stache gibt ein kleines Vorkommen von Kalkstein im unteren Rojentale an; eine nähere Untersuchung wäre sehr erwünscht.

[1] W. Schiller, Geol. Untersuchungen im Ost-Engadin; I. Lischannagruppe; Ber. naturf. Ges. Freiburg i. B., 1904, XIV, p. 107 bis 180; Karte; Chr. Tarnuzzer, Stratigr. und Tektonik zwischen Val d'Assa und Piz Lad; Eclog. geol. Helv., 1905, VIII, p. 546 bis 552.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

noch Tithon umfassend, mit *Oa*, alle lepontinischen Sedimente mit *L* und alle grünen Gesteine mit *S* (Serpentin) bezeichnet werden.

Wir beginnen mit dem Schwierigsten und folgen den Berichten Schiller's, von Schuls gegen NO ansteigend gegen das Hochgebirge.

Zuerst wird L_1 getroffen, ein grauer Bündner Schiefer, und am Inn (1115 *m*) S_1, ein erstes Band von Serpentin. Hierauf Gn_1, dann S_2 und L_2. Diese Zonen sind Teile der in Scherben geteilten Scherfläche auf der Überschiebung von Gneis über die lepontinische Serie, entsprechend z. B. der dritten Stufe in dem oben mitgeteilten Profile des Plessurgebirges bei Arosa. Von hier an aufwärts gibt es weder Bündner Schiefer noch Serpentin.

Die nun folgende Hauptüberschiebung vollzieht sich an der Basis von Gn_2, der normalen Unterlage der ostalpinen Serie, und dieser folgt Oa_1, in Val d'Uina zu einer engen Synklinale zusammengedrückt, über welcher als Antiklinale Gn_3 hervortritt. Diese erlangt aber keine besondere Erstreckung; das auflagernde Oa_2 trennt sich unter der Lischanna kaum von Oa_1, trägt aber einige secundäre Überdeckungen. Eine solche legt sich auch am Piz S'chalambert auf die Antiklinale des Val d'Uina selbst. Gn_4 ist nur ein schmales Eintreten des Sesvennagranites zwischen Rimswand und Rasaß, welches unter der obersten Überschiebung noch einen schmalen Saum, Oa_3, abtrennt. Hierauf wird Gn_5, die oberste Gneisdecke, erreicht. Sie ist einst viel größer gewesen und ihre Reste liegen als schwimmende Deckschollen vor ihr auf Oa_2, so auf Piz Rims (2756 *m*), Piz Cornet (3033 *m*) und noch auf Piz S. Jon (3096 *m*), öfters unmittelbar unterlagert von tieferen Gliedern der Serie Oa_2, die beweisen, daß diese Deckschollen die Reste des zerstörten Hangendflügels einer Synklinale sind. Zugleich sind sie begleitet von Porphyr, Porphyrit und Diabas (z. B. auf Piz Cornet), die in der Hauptdecke Gn_5 auf dem Rasasser Berge wieder erscheinen und offenbar die Fortsetzungen der von Stache am Zwölferspitz beschriebenen Vorkommnisse sind.

Endlich liegen auf Gn_5 noch kleine Schollen Oa_4, z. B. am Rasasser Berge und am Follerkopf, gering an Ausdehnung,

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

aber wichtig als der Beweis, daß die Oberfläche von Gn_5 wirklich die Oberfläche einer Antiklinale ist, deren Unterseite die Basis der Deckschollen ist; Gn_5 ist daher eine Zunge oder ein Keil.

Bei Sent bildet Granit die Zone Gn_1; Gn_2 gelangt an den Inn und nimmt sehr an Breite zu. Nördlich von hier wird Tarnuzzer unser Führer.

Val d'Assa wiederholt das Profil von Val d'Uina. Über Gn_2 folgt die Synklinale Oa_1; dann, oberhalb 1696 *m*, tritt die Antiklinale Gn_3 wieder hervor, welche durch den vorgeschobenen Lappen des S'chalambert verdeckt war. Über Gn_3 lagert die Synklinale Oa_2; die untergeordnete Trennung Gn_4 und Oa_3 setzt nicht hieher fort und über viel Schutt wird Gn_5 am Spi di Russena (zum Kaarlesgrat gehörig) erreicht.

Im Val da Scherina, welches von rechts in die Val d'Assa mündet, vereinfacht sich das Profil durch das endgültige Verschwinden der Antiklinale Gn_3. Vom Inn herauf unterscheidet man nur Gn_2, Oa_1 und Gn_5. An der oberen Russenahütte (2318 *m*) steht noch der Muschelkalk von Oa_2 an und über Schutt folgt in 2460 *m* Gn_5, zu dem hier der Nockenkopf (2787 *m*) gehört.

Nun treten die unteren Glieder, die lepontinische Serie und die Scherzone, breit über den Inn und steigen am Abhang aufwärts. Zugleich rücken alle höheren Glieder nach aufwärts. Bei Raschvella liegt Granit, der die Fortsetzung von Gn_1 ist. Oberhalb Prümaran (1717 *m*) folgt S_2, dann ein Gneis, der bisher nicht erwähnt wurde, endlich L_2 und Gn_2. Durch Val Torta streicht nun Oa_{1+2} bis auf den Piz Ajüz (2754 *m*) und Gn_5 erscheint erst auf seiner Südseite in 2671 *m* gegen den Klamper Grat.

Bei diesem allgemeinen Ansteigen aller Gesteinszonen erreicht die Überschiebungszone der Basis von Gn_5 nicht mehr den Kamm des Gebirges. Die untere Trias des Piz Ajüz überragt ihn und zieht zum Piz Lat (2804 *m*) hinüber, der als eine vereinzelte Pyramide auf Gn_2 aufgesetzt und das Ende des Umbrailgebirges darstellt. Er vertritt, wie Piz Ajüz, den unteren Teil von Oa_1 und an seinem Nordabhange verbindet sich von Westen her Gn_2 mit dem von Osten kommenden *Gn*, d. i. mit der vereinigten Hauptmasse.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

Faßt man nun Tarnuzzer's und Schiller's Ergebnisse zusammen, so ergibt sich:

A. eine untere lepontinische und Scherzone, bestehend aus L_1, S_1, Gn_1, S_2, L_2 und verschiedenen ungeordneten Scherben von *Gn*; ferner

B. eine große Synklinale von *Oa* zwischen Gn_2 und Gn_5 mit untergeordneten Teilungen (Gn_3 und Gn_4); endlich

C. kleine Schollen von *Oa* über Gn_5.

Der ganze Bau hebt sich nach Norden aus, indem der untere Teil von Oa_1 in 2804 *m* zum Gipfel wird und der ganze höhere Aufbau von Trias und Jura des Piz Pisoc, Piz Lischanna u. a. der Zerstörung anheimfällt.

Der Nordabhang des Piz Lat bietet eine unerwartete Ergänzung.

Von Martinsbruck (1019 *m*) aufwärts reicht der Bündner Schiefer bis in die unmittelbare Nähe des Tiefhofes (1577 *m*).[1] Hier beginnen die grünen Gesteine, hauptsächlich Serpentin, und durch diese steigt man beinahe 300 *m* auf. Sie umfassen den Schwarzen See und reichen bis fast auf die Höhe des Rückens, der die Südseite des Grünen Sees überragt. Auf dieser Höhe wird ein kaum 30 *m* mächtiger Keil von Kalkstein sichtbar. Er ist plattig, gestriemt, zum Teile marmorisiert, jedoch in unzweifelhafter Weise als ostalpine Trias kennbar. Er zieht als eine Mauer durch den Wald und fällt, flacher als es im Bündner Schiefer hier die Regel ist, mit 20 bis 25° S. Das nahe Ufer des Grünen Sees (1842 *m*) ist Gneis, mit viel weißem Glimmer, auch Quarzgängen, und bald folgt der rostgelb anwitternde Gneis, der bis weit zum Piz Lat hinaufreicht und die Schale bildet, auf der die Trias des Gipfels ruht. Diese Schale, wie früher gesagt wurde, die Vereinigung von Gn_2 und *Gn*, ist das Ende der großen Synklinale und nach den vorliegenden Berichten ist der östliche Abhang steiler aufgerichtet. An dem tieferen Gehänge im Osten stehen echte Casannaschiefer an, stellenweise auffallend wenig verändert und flacher geneigt als der Abhang. Grauer Gneis folgt und gegen Reschenscheideck granitischer Gneis. Die Gneiswände jenseits des

[1] Ich verdanke einige genauere Ziffern Herrn k. u. k. Oberst v. Sterneck.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

Tales (Kompatsch und Bergkastelalpe) zeigen durchwegs Neigung gegen NNO.

Paulcke hat, wie gesagt, auf der Höhe des Stammer Spitz 11 *km* NW vom Grünen See, ostalpine Trias völlig vereinzelt, unmittelbar über den grünen Gesteinen getroffen und bezeichnete dieses Vorkommen als die untere oder Stammerüberschiebung im Gegensatze zu den Faltungen des Inntales, bei denen ostalpine Trias auf kristallinischem Gestein ruht. Aus diesem Grunde war keine Verbindung des Stammer Spitz mit dem eben beschriebenen Verfaltungen am Inn zu finden. Diese Verbindung ist nun gegeben, denn der Keil vom Grünen See entspricht dem Horizont der Scholle am Stammer unmittelbar über den grünen Gesteinen sowie den weiteren ähnlichen Spuren, die Paulcke auf einzelnen Gipfeln des Samnaun anführt.

Man kann diesen Keil mit Oa_0 und die Hauptüberschiebung unter Gn_2 oder Oa_0 durch einen Strich | bezeichnen. Das Ergebnis ist, unter gleichzeitiger Trennung des Lischannaprofils in zwei benachbarte Profile, das folgende:

1. Val Minger unter Piz Pisoc: L_1—S_1 (Innfluß)—Gn_1—S_2—L_2 | Gn_2—Oa_{1+2}—Gn_5.
2. Lischanna und Val d'Uina: L_1—Gn_1 (Inn) | Gn_2—Oa_1—Gn_3—Oa_2—Gn_4—Oa_3—Gn_5—Oa_4.
3. Val d'Assa: (Inn) Gn_2—Oa_1—Gn_3—Oa_2—Gn_5.
4. Val da Scharina: (aus Val d'Assa) Gn_2—Oa_{1+2}—Gn_5.
5. Piz Lat, Nordseite: (Inn) L—S | Oa_0—Gn—Oa_1.
6. Stammer Spitz: L—S | Oa_0.
7. Piz Mondin: (Inn) L—S.
8. Bach Valleri: (Inn) L—S | Oa??—Gn.
9. Kaunsertal bei Prutz: (Inn) L | Gn.

Diese kleine Liste zeigt in Profil 2 noch einige geringe Reste Oa_4 über Gn_5; in Profil 3 und 4 ist Gn_5 das höchste; in Profil 5 ist die ganze Oa-Synklinale bis auf einen Rest von Oa_1 verschwunden; Gn hat sich mit Gn_2 vereinigt; Oa_0 ist unter Gn erschienen. In 6 ist Oa_0 der Gipfel und alle höheren Glieder fehlen, während in 8 und 9, nämlich im Osten, die ganze mächtige Masse des Gneises vorhanden ist.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

Richtung der Bewegungen. Wie bereits gesagt wurde, ist der sichtbare Rand einer Überschiebung oft das Ergebnis von Rückwitterung. So ist es auch mit dem Rande von Gn_5; das zeigen die ihm vorliegenden Deckschollen und die Art des Verlaufes sowie die endliche Aushebung unter Piz Lat. Dieser Rand kann daher nicht zur Feststellung der Bewegung dienen. Es ist daher auch nicht erwiesen, daß innerhalb der Synklinale der Lischanna Oa_{1+2} ein anderes Streichen verfolge als die Decke Gn_5, so einladend diese Annahme scheinen mag. Schiller gibt in dem Hauptdolomit von Piz Pisoc bis P. Cristannes, dem Hauptvertreter von Oa_2, das Streichen der Falten in ONO an. Angaben bei Gümbel und Tarnuzzer von anderen Stellen schwanken. Mir scheint ONO darum entscheidend, weil es auf einer Gebirgsmasse durch von oben einwirkende Schleppung hervorgebracht wurde. Diese Richtung ONO bezeichnet aber zugleich das Streichen im Rasasser Grat am Rande von Gn_5, dann der vertikalen Hornblendschiefer des Zwölferkogels und ist jenseits von Reschenscheideck die Richtung der Faltungen des Ötzgneises durch das Langtauferertal bis zum Gepatschferner. Es ist auch von vornherein höchst wahrscheinlich, daß die Überschiebung von Gn_5 in der gleichen Richtung erfolgt ist, in welcher die Hauptmasse des Ötzgneises gefaltet wurde.[1]

Das Streichen von eingeklemmten Scherben wie Gn_1 mag zweifelhaft sein und selbst je nach der Richtung des Aufschlusses sich anders darstellen. Aber die Richtung NO, abweichend von ONO, ist jene der großen Achse des ganzen Fensters und des Bündner Schiefers. Insoferne kann man daher allerdings von zweifacher Faltung sprechen und es wurde erwähnt, daß jene im Fenster die jüngere ist.

VII.

Schluß. Von den drei großen Decken, welche die Alpen zwischen Reuß und Ötz bilden, erscheinen am Fenster des Inn nur die zweite und die dritte.

---

[1] Schiller, a. a. O. Tektonische Skizze auf p. 148.

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

In dem österreichischen Anteile treten die grünen Gesteine nur im Süden auf und die lepontinischen Sedimente bestehen hier anscheinend aus einem oberen, überschobenen mesozoischen Gliede (Trias von Prutz) und aus einem tieferen, dem Bündner Schiefer. Der letztere, wegen seiner petrographischen Ähnlichkeit oft dem Flysch gleichgestellt, hat noch keine organischen Reste geliefert. In den Steinbrüchen an der Straße von Nauders nach Martinsbruck ist diese Ähnlichkeit besonders groß; die Klüfte des blaugrauen Gesteins bedecken sich auch mit demselben rostgelben Belage, den man so häufig im Flysch sieht. Die schiefrigen Zwischenlagen, in denen man nach Fucoiden suchen möchte, sind aber so sehr verwandelt, daß sie stellenweise für sehr alte, halbkristallinische Schiefer gehalten werden könnten. Es ist, als hätten sie die größte dynamische Einwirkung auf sich genommen, unter Schonung der härteren Bänke. Geradeso kann man in den Reibungskonglomeraten im südlichen Teile der Glarner Faltung und an der Weißeneckscharte im Westen der Radstätter Tauern Phakoiden (Quetschlinge) von Kalkstein finden, die durch ihre Einbettung in Schiefer geschont wurden und weniger marmorisiert sind als die Hauptmasse des Kalksteins. Im ersten Falle hat der Flysch den Jurakalk und im zweiten ein Phyllit den Triaskalk geschont und hier wie dort und wie in den Zwischenlagen an der Straße nach Martinsbruck kommt es zu einer reichlichen Entwicklung von Sericit.

Die ostalpine Decke scheidet sich sehr scharf ab. In ihr sind bedeutende Massen von Gneis samt den auflagernden Sedimenten in Bewegung gesetzt und beide sind miteinander verfaltet worden, so daß die Trias sogar an der Basis der Decke unter dem Ötzgneis sichtbar werden kann.

Im Südosten, vom Brenner her, vollzieht die Ötzmasse im Streichen eine Beugung aus OW gegen SW. Gegen Nord wird die Beugung flacher. Im Langtauferertal, auch in der entfernten südlichen Selvretta herrscht WSW, dann weiter im Norden zu beiden Seiten des Fensters OW und mit dieser Richtung vereinigen sich Selvretta und Ötzmasse nördlich vom Fenster und treten sie in eine gemeinsame leichte Überfaltung des südlichen Randes der Kalkzone ein. Selvretta und Ötzmasse stellen sich auf diese Art als eine tektonische Einheit dar. Dieser selben

Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum

Einheit gehören auch die aufliegenden ostalpinen Sedimente und der Westen der nördlichen Kalkzone an.

Das Fenster ist durch Erosion entstanden. Einzelne Reste seiner Überwölbung sind sichtbar, so die sich entsprechenden grünen Gesteine von Nauders und Piz Mondin und die Triaskalksteine vom Grünen See und vom Stammer Spitz. Innerhalb des Fensters tritt eine selbständige, gegen NO streichende Faltung auf, die jünger zu sein scheint als das Fenster.